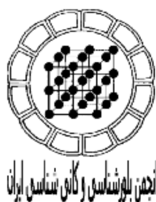
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و سوم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۹۴، از صفحهٔ ۷۴۳ تا ۷۵۸



ژئوشیمی عناصر خاکی نادر در کانسار اسکارن باباعلی (شمال غرب همدان) کلیدی برای تعیین شرایط کانی‌زایی

حسن زمانیان، کیخسرو رادمرد*

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان

(دریافت مقاله: ۹۳/۱۰/۲۷ ، نسخه نهایی: ۹۴/۱/۲۲)

چکیده: کانسار باباعلی در فاصله‌ی ۳۹ کیلومتری شمال غرب همدان قرار دارد. نفوذ توده‌ی سینیتی آلموقلاق به داخل سنگ میزبان دیوریتی باعث تشکیل اسکارن آهن شده است. بررسی‌های ژئوشیمی نشان دهنده‌ی مجموع عناصر خاکی نادر بین ۳۵٫۴ تا ppm۵۶۰ در سنگ‌های سینیتی و دیوریتی بوده و تغییرات آن‌ها در بخش اسکارنی و توده‌ی سینیتی نشان‌دهنده‌ی خاستگاه مشترک آنهاست. مقادیر محاسبه شده Eu/Eu* بین ۰٫۲۹ تا ۱٫۲۴ و در Ce/Ce* بین ۰٫۸ تا ۱٫۰۹برای سنگ‌های سینیتی، دیوریتی و اگزواسکارن در تغییر است. رخداد بیهنجاری مثبت و منفی Ce به ترتیب با مقادیر پایین و بالای REE در ترکیب کانی‌ها متناسب است. همبستگی بین Eu وCaO بستگی به مقدار دگرسانی پلاژیوکلازها بوده است. بیهنجاری Eu با کاهش شدت دگرسانی کاهش یافته است. مقدار La/Y در نمونه‌ها بین ۰٫۳۷ تا ۲٫۸۹ است که این نسبت پارامتر مهمی برای تعیین pH محیط تشکیل است. تحرک عناصر خاکی نادر به تغییر pH بستگی دارد، به طور کلی اپیدوت بیشترین و اکتینولیت و مگنتیت کمترین غنی شدگی از عناصر خاکی نادر را نشان می‌دهند. گرماب‌ها برای تشکیل اپیدوت، ریشه‌ی ماگمایی و برای اکتینولیت و فلوگوپیت ریشه‌ی ماگمایی با مقدار عناصر خاکی نادر کمتر یا دخالت آب‌های جوی در تشکیل آنها دارد.

واژه‌های کلیدی: *باباعلی؛ آلموقلاق؛ سینیت؛ اسکارن؛ مگنتیت؛ اپیدوت.*

مقدمه

همبافت آلموقلاق در شمال غرب پهنه‌ی سنندج - سیرجان و در ۱۵ کیلومتری شمال غرب همدان برونزد دارد کانسار اسکارن باباعلی در مجاورت توده‌ی باتولیتی آلموقلاق بین طول شرقی′۱۰ °۴۸ تا ′۱۵ °۴۸ و عرض شمالی ′۴۰ °۳۴ تا °۳۵ در غرب پهنه‌ی سنندج – سیرجان و فاصله ۳۹ کیلومتری شمال غرب همدان قرار گرفته است. سنگ میزبان این کانسار دیوریت است. در این پژوهش پهنه‌های دگرسانی مورد بررسی قرار گرفته و الگوی توزیع عناصر خاکی نادر و رفتار ژئوشیمیایی آن‌ها در پهنه‌های دگرسانی همراه با تمرکز عناصر در کانی‌های منتخب بررسی شدند. همچنین ارتباط این عناصر با ضریب دگرسانی (A.I) و ضریب K.I(K_2O) و pH مشخص شدند تا بتوان با تعیین خاستگاه سیالات کانه‌ساز، در مورد خاستگاه کانسار اظهار نظر کرد. در این مقاله تغییرات عناصر خاکی نادر به همراه تفسیر نتایج در عرض پهنه‌های دگرسانی شده ارائه خواهد شد تا جنبه‌های ناشناخته موثر در ژئوشیمی عناصر خاکی نادر در این کانسار آشکار شوند.

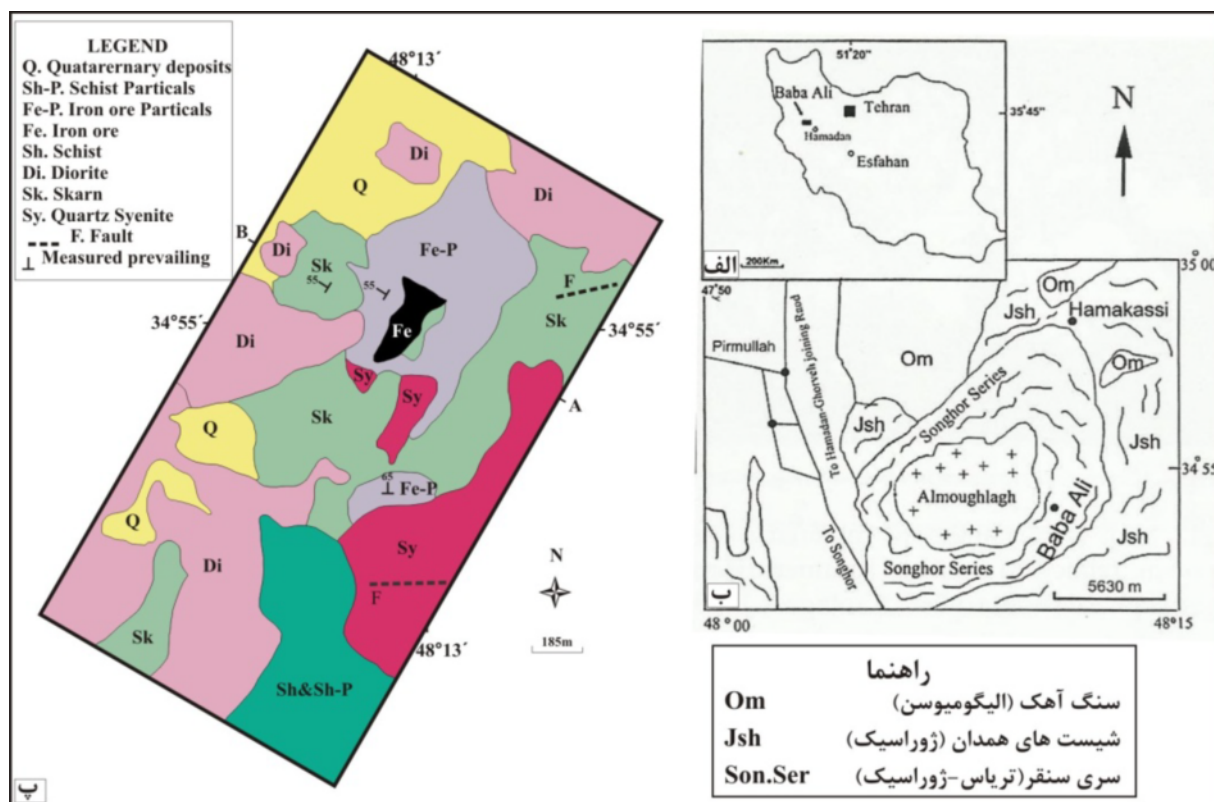
*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۴۳۶۱۱۴۰۲، نمابر: ۰۴۱۳۳۳۵۱۵۲۶ پست الکترونیکی: K_radmard@yahoo.com

زمین‌شناسی

از دیدگاه ساختاری ایران، کانسار آهن باباعلی در پهنه‌ی سنندج - سیرجان واقع شده و از تغییرات آن پیروی می‌کند. واحدهای سنگی اطراف باتولیت آلموقلاق شامل سه مجموعه‌ی سری سنقر (Son.Ser) با سن تریاس-ژوراسیک، شیست‌های همدان (Jsh) با سن ژوراسیک و سازند آهکی الیگومیوسن (Om) است (شکل ۱). سری سنقر یک دنباله‌ی آتشفشانی-رسوبی بوده و شامل سری سنقر و سنگ آهک‌های الیگومیوسن است. واحدهای آتشفشانی -رسوبی سری سنقر شامل واحدهای کوارتزیت، متاریولیت، گارنت - میکاشیست، مرمر خاکستری، آتشفشانی- دگرگونی و مرمر نخودی رنگ است که سهم سنگ‌های آتشفشانی به سنگ‌های رسوبی در انتهای دنباله بیشتر بوده و فازهای دگرشکلی در آن شامل کیمرین پسین [۱]، لارامید [۲] و پاسادنین بوده‌اند. کانسار اسکارن باباعلی با سنگ میزبان دیوریت در کنار توده‌ی کوارتز سینیت واقع شده است. به طور کلی واحدهای موجود در معدن باباعلی شامل دو بخش مهم واحدهای آتشفشانی - رسوبی و نفوذی است.

توده‌ی نفوذی آلموقلاق

سنگ‌های تشکیل دهنده‌ی این توده‌ی نفوذی شامل کوارتز سینیت و سینوگرانیت هستند که سنگ‌های سینوگرانیتی گستره‌ی گسترده اری را در بر می‌گیرند. ماگمای اولیه‌ی تولید کننده این توده در اواخر فاز کوهزایی لارامید تشکیل شده است و این توده کنگلومرای پلیوسن را قطع کرده است و هیچ قطعه-ای از آن در این کنگلومرا مشاهده نمی‌شود؛ بنابراین آخرین مرحله‌ی جایگزینی آن احتمالاً در اواخر پلیوسن صورت گرفته است [۱]. این توده دارای انواع فلدسپات‌ها با همرشدی‌های پرتیتی فراوان و ریزدانه‌ای بوده که حضور این دو نوع بافت همراه هم در سینوگرانیت‌ها، گویای فشار بخار آب کم (کمتر از ۵ کیلوبار) در زمان تبلور فلدسپات‌هاست. این توده‌های نفوذی در نمودار $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ نسبت به Al_2O_3/Na_2O+K_2O از نظر شاخص آلومین جزء متاآلومین‌ها و براساس نمودار $CaO-Na_2O-K_2O$ جزء سری گرانیت‌های نوع I هستند [۳].



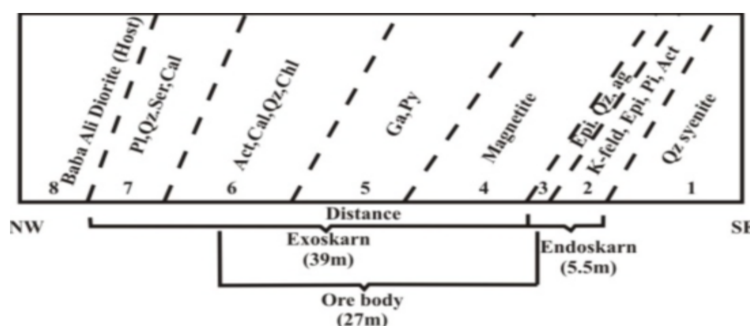
شکل ۱ الف) موقعیت منطقه‌ی باباعلی در نقشه‌ی ایران. ب) زمین‌شناسی باتولیت آلموقلاق. پ) زمین‌شناسی ساده شده معدن باباعلی [۳].

توده معدنی و اسکارنی

توده‌های نفوذی شامل توده‌های سینوگرانیتی، دیوریت پورفیری و کوارتز سینیت است. مشخصات کوارتز سینیت و سینوگرانیت همبافت آلموقلاق در جدول ۱ آورده شده‌اند. دیوریت‌ها در مقایسه با میانگین دیوریت‌ها [۳] از نظر مقدار MgO و FeO فقیر و از نظر مقدار Na_2O و Al_2o_3 غنی و از نظر K_2OوCaO وSi_2O مشابه آنها هستند. توده‌های معدنی منطقه‌ی بابا علی از تعدادی عدسی‌های کوچک و بزرگ سنگ آهن به فاصله‌های مختلف از یکدیگر تشکیل شده‌اند. توده‌ی معدنی اصلی در مرکز (به درازای ۲۵۰ متر و پهنای ۴۰ تا ۴۵ متر) و توده‌های کوچکتر تقریباً در بخش جنوب غربی گستره و نزدیک به توده‌ی اصلی و شمال منطقه‌ی (با راستای شمالی - جنوبی) قرار دارند. کانی‌های مشاهده شده به ترتیب فراوانی عبارتند از منیتیت، هماتیت، لیمونیت، مالاکیت، پیریت و کالکوپیریت هستند. کانی‌های باطله شامل اپیدوت، اکتینولیت، کلریت، کوارتز و کلسیت، و در یک رده‌بندی کلی از دو گروه بافت اولیه و ثانویه تشکیل شده‌اند. در شکل ۱ زمین‌شناسی باتولیت آلموقلاق به همراه نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده شده معدن باباعلی آورده‌اند (شکل ۱ب-پ). از جنوب شرق به سمت شمال غرب، هشت پهنه در این کانسار تشخیص داده شده‌اند. در شکل ۲ پهنه بندی معدن بابا علی و ارتباط جانبی توده‌های نفوذی سینیتی و دیوریتی همرا با کانی‌های خاص هر پهنه و موقعیت اندواسکارن و اگزواسکارن آورده شده‌اند. نتایج بررسی‌های میکروسکوپی و نوع کانی‌های هر پهنه به شرح زیراند: پس از توده‌ی سینینی اندواسکارن و اگزو اسکارن قرارگرفته و پس از اگزواسکارن توده‌ی دیوریتی دیده می‌شود که با ۲۷ متر پهنا در داخل اگزواسکارن قرار گرفته شده است. ۸ پهنه‌ی اصلی به ترتیب از توده‌ی نفوذی به سمت سنگ میزبان دیوریتی تشخیص داده شدند [۴]، که عبارتند از: ۱-پهنه‌ی کوارتز سینیت (Sy) که شامل سنگ‌های سینیتی آلموقلاق بوده و در اثر تاثیر این توده‌ی نفوذی و سیالات همراه آن، اسکارن و توده‌ی معدنی همراه آن تشکیل شده‌اند (جدول ۱). ۲- پهنه‌ی کوارتز سینیت دگرسان شده که اسفن و اپیدوت فراوان به صورت رگه‌ای آن را از پهنه‌ی سینیتی جدا می‌کند. ۳-پهنه اپیدوت – کوارتز در کنار پهنه‌ی کانی‌سازی اصلی دارای شدت اسکارنی بیشتر بوده و با افزایش سریع اپیدوت، کلسیت و مگنتیت مشخص می‌شود. موقعیت پهنه‌های ۲ و۳ ، بین پهنه‌های کوارتز سینیت و توده‌ی معدنی در شکل (۳ الف) نشان داده شده‌اند. پهنه‌های ۲ و ۳ با هم تشکیل اندواسکارن را می‌دهند. میزان اپیدوت این پهنه بیشتر از پهنه‌های دیگر است (شکل۳ ب). ۴- این پهنه بخش اصلی کانه‌زایی مگنتیت را تشکیل می‌دهد و با افزایش شدید آن رگه‌ای تشکیل شده است. تشکیل مگنتیت همراه با کلسیت اسپاری و کوارتز، اکتینولیت، آپاتیت و تورمالین در کنار هم از مشخصات این پهنه است (شکل۳پ-ت). ۵-پهنه گارنت- پیروکسن که با فراوانی پیروکسن و گارنت مشخص شده و کاهش شدید مگنتیت، اکتینولیت و کوارتز نیز در این پهنه دیده می‌شود. ۶-پهنه اکتینولیت-کلسیت-کوارتز-کلریت در نزدیکی توده‌ی دیوریتی قرار گرفته و با افزایش اکتینولیت، کلسیت و کلریت و کاهش اپیدوت و مگنتیت مشخص می‌شود. ۷-پهنه‌ی دیوریت دگرسان که با کاهش اکتینولیت، کلسیت، اپیدوت و افزایش سریسیت و پلاژیوکلاز و فلدسپات‌های پتاسیم و کوارتز است. پهنه‌های ۴-۵-۶-۷ با هم تشکیل اگزواسکارن را می‌دهند که گسترش یافته‌تر از اندواسکارن بوده و حدود ۷ برابر آن است (۳۹ مترنسبت به ۵/۵ متر). پهنه‌ی هشتم دیوریت (Di) تغییر شکل یافته با مقدار اندک فلدسپات پتاسیم و مقدار بالای پلاژیوکلاز است. دیوریت‌ها در نمودار Al_2O_3/Na_2O+K_2O نسبت به $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ از نظر شاخص آلومین جزء متاآلومین‌ها هستند [۳]. بررسی‌های انجام شده نشان داد که از نظر سنی، دیوریت‌ها قدیم‌تر از سینیت آلموقلاق بوده و سن دیوریت ۷±۱۴۴ میلیون سال تعیین شده است [۵]. این دیوریت میزبان اسکارن بوده که به علت دگرشکلی‌ها و نفوذ گرماب‌ها در درز و شکاف‌های خود، اسکارنی شدن شده است.

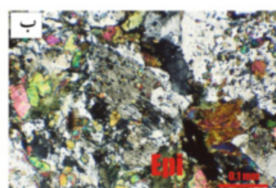
جدول ۱ ترکیب مدال سنگ های زون اول.

کانی	گروه سی ینو گرانیت		گروه کوارتز سینیت				
	سی ینو گرانیت	الکالی سی ینو گرانیت	مونزوگرانیت	کوارتز الکالی سینیت	کوارتز مونزونیت	کوارتز سینیت	الکالی سینیت
پلاژیوکلاز	۷	۴	۳۰	۲	۲۵-۳۰	۹٫۵-۱۴	۳
فلدسپارپتاسیم دار	۵۲٫۵	۵۴	۲۹	۶۷	۳۴٫۵-۴۵	۳۹٫۵-۵۱	۸۹
کوارتز	۲۵	۲۰	۱۹	۱۳	۱۰-۱۵	۹-۱۰	۳
هورنبلند	۱۰	-	-	۱۴٫۷۵	۲٫۵-۲۵	۲۰-۲۷	-
کلریت	۱	-	۶	۲	۲٫۸-۵	-	-
کلسیت	-	-	-	-	۰٫۲-۲	-	-
بیوتیت	-	-	-	-	۰-۲٫۵	-	-
تورمالین	-	-	۸	-	-	-	-
تیتانیت	۳	۳	-	-	۱٫۵-۴	۲٫۵-۵	۲٫۵
مسکویت	-	۱۶	۸	-	۰-۰٫۵	۰-۰٫۵	۰٫۵
اپیدوت	۱٫۵	-	-	-	۰-۲	۰-۲٫۵	۰
مگنتیت	۰٫۵	۳	۱٫۵	۲	۰-۱	۰-۴	۲
کل	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۱٫۵	۱۰۰٫۷۵	-	-	۱۰۰



شکل ۲ پهنه‌بندی معدن و موقعیت اندواسکارن و اگزواسکارن [۴].









شکل ۳ الف) محل پهنه‌های کوارتز سینیت آلتره شده و اپیدوت کوارتز در بین پهنه‌ی معدنی و پهنه‌ی کوارتز سینیت ب) اپیدوت جانشین شده با مگنتیت در پهنه‌ی۳. پ) جانشینی کلسیت به وسیله‌ی مگنتیت. ت) جانشینی تورمالین به وسیله‌ی مگنتیت در پهنه‌ی۴.

ژئوشیمی عناصر خاکی نادر

رفتار مشابه ژئوشیمیایی عناصر خاکی نادر طی فرایندهای زمین‌شناسی ناشی از خواص مشابه شیمیایی و فیزیکی آنهاست [۶]. با وجود این شباهت‌ها به دلیل قابلیت جدایش عناصر خاکی نادر طی فرایندهای ژئوشیمیایی، مقادیر بهنجار شده عناصر خاکی نادر به طور گسترده‌ای به عنوان ابزاری برای تفسیر فرایندهای ژئوشیمیایی به کار می‌روند.

بررسی رفتار ژئوشیمیایی عناصر خاکی نادر کاربردهای مهمی در تفسیر رخدادهای زمین شناسی دارد. این گروه از عناصر به سه دسته عناصر نادر سبک (LREE) و سنگین (HREE) و اعضای میانی (MREE) رده بندی شده‌اند [۷]. بررسی عناصر

خاکی نادر در سنگ‌ها و کانی‌ها طی سال‌های گذشته به دلایل زیر توجه ویژه‌ای را به خود جلب کرده است، نخست به علت رفتار آن‌ها در فرایندهای گوناگون ژئوشیمیایی باعث شده که به عنوان ردیاب در محیط‌های زمین شناسی استفاده شوند و از طریق آن‌ها می‌توان به خاستگاه کانی‌ها و سنگ‌ها و جایگاه‌های زمین‌ساختی و زمین شناسی پی برد، دوم مسائل زیست محیطی REE در پساب‌های رادیواکتیو بسیار مهم و REEها به عنوان محصولات شکافت پلوتونیم و اورانیم در نیروگاه‌های هسته‌ای شناخته می‌شوند [۸]، سوم، از نظر اقتصادی کاربردهای گوناگون و ارزش فوق‌العاده دارند. درجه‌ی تفکیک عناصر خاکی نادر را می‌توان از روی نسبت غلظت عناصر خاکی نادر سبک به سنگین به دست آورد. از ویژگی‌های مهم عناصر REE جایگزینی راحت آن‌ها با کلسیم است که به علت همریخت بودن آن‌ها با کلسیم است [۹].

روش بررسی

برای بررسی عناصر REE، نمونه‌های انتخاب شده از بررسی‌های صحرایی برای تجزیه به آزمایشگاه ALSChemex کانادا ارسال شدند. تعداد ۱۵ نمونه از بخش‌های مختلف معدن به روش XRF در آزمایشگاه دانشگاه تربیت مدرس تجزیه شدند. برای بررسی‌های میکروسکوپی ۴۰ مقطع نازک و ۱۵ مقطع صیقلی تهیه و مورد بررسی قرار گرفتند. در جدول ۲ موقعیت نمونه‌های برداشتی و نتایج تجزیه در جدول‌های ۳ تا ۶ آورده شده‌اند. نمونه برداری از پهنه‌ی شماره ۸ به سمت پهنه‌ی شماره ۱ انجام شده است.

بحث: تحرک، توزیع و جدایش عناصر خاکی نادر

الگوی پراکندگی عناصر خاکی نادر برای سه بخش از سنگ‌های دیوریتی، اگزواسکارنی و توده‌ی سینیتی در شکل ۴ نشان داده شده‌اند. چنانکه در شکل دیده می‌شود، الگوی پراکندگی نشان دهنده‌ی غنی شدگی این عناصر در اگزواسکارن و توده‌ی دیوریتی و سینیتی در منطقه‌ی باباعلی است. بیشترین مقدار غنی شدگی REE در پهنه‌ی اگزواسکارنی و کمترین آن در پهنه‌ی ۴ مشاهده می‌شود. پهنه‌های ۱ تا ۳ تشکیل پهنه‌ی سینیتی، پهنه ۴ به خاطر داشتن مگنتیت بیشتر نسبت به سایر پهنه‌ها جدا از اگزواسکارن در نظر گرفته شده‌اند پهنه‌های ۵ تا ۷ تشکیل پهنه‌ی اگزواسکارنی را داده و پهنه ۸ به عنوان پهنه‌ی دیوریتی بررسی شدند. برای جدایش بهتر عناصر خاکی نادر ، نمودارهای تمرکز عناصر سبک (LREEs;La-Nb)، میانی (MREEs; Sm-Ho) و سنگین (HREEs;Er-Lu) نسبت به پهنه‌ها در شکل۵ آورده شده‌اند. نکات مهمی که از این نمودارها می‌توان برداشت کرد شامل موارد زیراند: ۱- الگوی توزیع LREEs، MREEs، HREEs نشان دهنده غنی‌شدگی آن‌ها در پهنه اگزواسکارنی و تهی‌شدگی شدید آن‌ها در پهنه‌ی معدنی است. ۲- الگوی عناصر در پهنه‌ی اگزواسکارنی را به دو بخش می‌توان رده‌بندی کرد که مقدار این عناصر در پهنه اگزواسکارنی با دور شدن از توده‌ی نفوذی کمتر می‌شود. برای تفسیر بهتر علت این عوامل مقدار La/Y در نمونه‌ها محاسبه شد که پارامتر مهمی برای تعیین pH محیط تشکیل است که مقدار کمتر از ۱ نشان دهنده‌ی محیط اسیدی و بیشتر از یک نشان دهنده‌ی محیط بازی است [۱۰]. این نسبت در پهنه‌های بررسی شده بین ۰٫۳۷ تا ۲٫۸۹ در تغییر است. بیشترین مقدار این نسبت در پهنه‌ی معدنی دیده می‌شود. در نمودار La/Y نیز مانند نمودارهای توزیع عناصر خاکی نادر ، دو بخش متفاوت در پهنه‌ی اگزواسکارنی مشاهده شدند و در نزدیک توده‌ی نفوذی شرایط بازی بوده و با دور شدن از توده‌ی نفوذی شرایط اسیدی می‌شود (شکل ۶ الف). عناصر خاکی نادر به طور مستقیم یا غیر مستقیم با pH و شرایط اکسایش و کاهش کنترل می‌شوند [۱۱] و با توجه به اینکه در شرایط اسیدی REEها شسته شده و در شرایط بازی ته‌نشین می‌شوند، نمودار مقدار عناصر خاکی نادر در پهنه‌ها با نمودار La/Y همبستگی خوبی در پهنه‌ی اگزواسکارنی نشان می‌دهد. وجود مغایرت در پهنه‌ی معدنی که با وجود دارا بودن بالاترین شرایط بازی دارای کمترین تمرکز عناصر خاکی نادر است، به علت نوع کانی‌های موجود این پهنه بوده که توانایی نگهداشتن REE را در ساختار خود نداشته و یا جذب این عناصر قبل از رسیدن آن‌ها به پهنه معدنی یا برداشت نمونه فقط از سنگ‌های مگنتیتی باشد. میزان پایین عناصر خاکی نادر در نمونه A12 (پهنه‌ی معدنی)، به علت جذب به وسیله اپیدوت در پهنه‌ی اپیدوت-کوارتز است که باعث تمرکز عناصر خاکی نادر از گرمابی‌های مشتق شده از توده‌ی سینیتی پیش از ورود آن‌ها به پهنه توده معدنی شده است. مگنتیت‌های خالص برخلاف آپاتیت و تیتانو مگنتیت به علت شعاع یونی عناصر تشکیل دهنده‌ی آن، تمرکز دهنده‌ی

مناسبی برای REE نیست [۱۲]. در این کانسار تجزیه‌ی شیمیایی مگنتیت به روش EMPA نشان دهنده‌ی آن است که مگنتیت یک فاز خالص است، لذا مقدار کل پایین عناصر خاکی نادر در پهنه‌ی چهارم (نمونه‌ی A12) می‌تواند به خاطر خالص بودن مگنتیت‌ها و برداشت نمونه از مگنتیت‌ها نیز باشد. درجه‌ی جدایش LREE نسبت به HREE را می‌توان از روی نسبت (La/Lu)n یا (Gd/Yb)n ,(La/Sm)n (La/Yb)n محاسبه کرد. نسبت (La/Yb)n برای درجه‌ی جدایش عناصر خاکی نادر سبک از سنگین در فرایندهای ژئوشیمیایی به کار می‌رود [۱۴،۱۳]. مقدار این نسبت‌ها برای (La/Yb)n ۲٫۷۷ تا ۳۲٫۵۷ و برای (Gd/Yb)n از ۰٫۸۴ تا ۳٫۰۶ و برای (La/Sm)n از۱٫۵۲ تا ۹٫۹۶ تغییر می‌کند. این نسبت‌ها نشان دهنده‌ی جدایش به صورت زیر بوده LREE/HREE>LREE/MREE>MREE/HREE و نمایانگر تفریق بیشتر عناصر سبک از عناصر سنگین و نیز جدایی نسبتاً ضعیف LREE/MREE و MREE/HREE است. الگوی توزیع مقادیر بهنجار شده عناصر خاکی نادر نسبت به کندریت‌ها نیز تایید کننده‌ی نسبت‌های بالاست (شکل ۴). بالاترین مقادیر هر سه نسبت در پهنه‌ی معدنی مشاهده می‌شوند (جدول۴) که نشان دهنده‌ی جدایش شدید این عناصر در پهنه‌ی معدنی است و به علت پایین بودن HREE یا بالا بودن LREE است. همبافت‌های فلوریدی برای حمل عناصر خاکی نادر سنگین و همبافت‌های کلریدی برای حمل عناصر خاکی نادر سبک مهم‌ترند [۱۵] لذا به احتمال زیاد مقدار پایین عناصر خاکی نادر در مگنتیت این پهنه، به علت حمل عناصر خاکی نادر به وسیله‌ی این همبافت‌ها یا جذب عناصر خاکی نادر به وسیله اپیدوت پیش از رسیدن به این پهنه یا جذب به وسیله‌ی آپاتیت موجود در این پهنه است. تشابه میزان عناصر خاکی نادر و الگوی آن‌ها می‌تواند نشان دهنده‌ی وجود یک خاستگاه مشترک برای آن‌ها باشد [۱۶]. شباهت الگوی عناصر خاکی نادر در اگزواسکارن و توده‌ی دیوریتی و سینیتی مشابه بوده و نشان دهنده‌ی تحت تاثیر قرار گرفتن هر سه منطقه به وسیله‌ی گرمابی‌ها بوده است که خاستگاه آن از توده‌ی سینیتی است، و توده‌ی دیوریتی فقط نقش سنگ میزبان را بازی کرده است. با توجه به جدول ۳ و ۴ میزان فراوانی مطلق عناصر خاکی نادر مشابه بوده و بدون در نظر گرفتن نمونه‌ی A_{12} در گستره‌ی بین ۱۱۱ تا ۵۶۰ ppm است. نتیجه بررسی‌ها در کانسارهای آهن ناحیه‌ی بریگ سالگن، بین سوئد و آلمان، نشان داد که کانسارهای اسکارنی می‌توانند الگوهای متفاوتی از غنی‌شدگی یا تهی‌شدگی از عناصر REE سبک یا سنگین و یا بیهنجاری Eu مثبت یا منفی را نشان دهند [۱۷]. عناصر خاکی نادر به طور کلی می‌توانند در آپاتیت‌ها جمع شوند و به همین خاطر این عناصر ارتباط نزدیکی با مقدار فسفر دارند و در این کانسار نیز همبستگی مثبتی بین عناصر خاکی نادر با P_2O_5 در منطقه اسکارنی (خارج از پهنه‌ی معدنی) دیده می‌شود (شکل ۶ ب). برای بهتر نمایان شدن همبستگی‌ها می‌توان اعداد را در یک ضریب ثابت ضرب یا تقسیم کرد.

بیهنجاری Eu و Ce و عوامل تاثیرگذار

نسبت*Eu/Eu و *Ce/Ce که بنا بر معادلات:

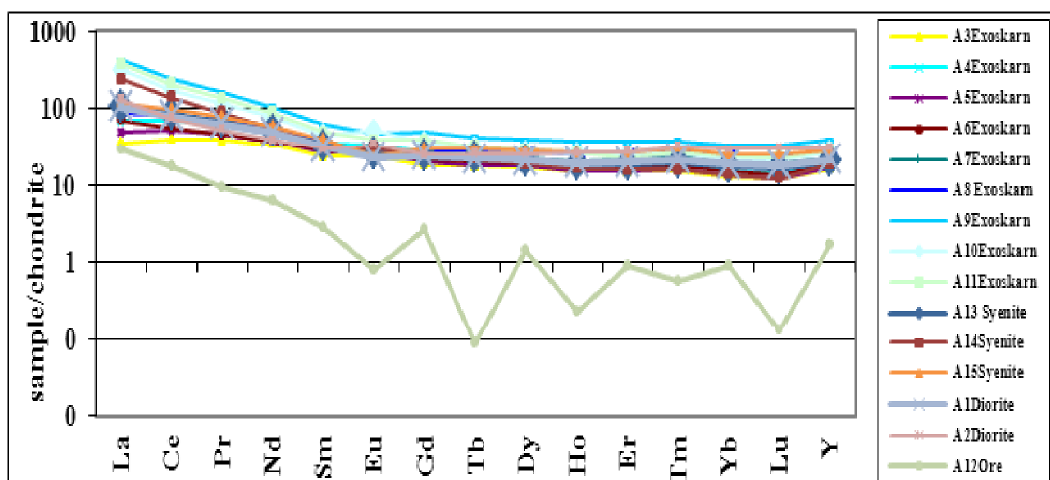
$$Eu/Eu^* = \{(2Eu)_{sp}/Eu_{(chon)}\}/\{(Sm)_{sp}/Sm_{(chon)}\}+\{(Gd)_{sp}/Gd_{(chon)}\}$$

$$Ce/Ce^* = \{(2Ce)_{sp}/Ce_{(chon)}\}/\{(La)_{sp}/La_{(chon)}\}+\{(Pr)_{sp}/Pr_{(chon)}\}$$

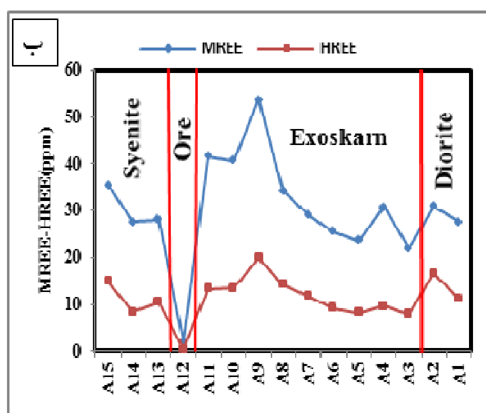
محاسبه می‌شود مقیاسی از بیهنجاری بوده و مقادیر بالاتر از ۱ بیهنجاری مثبت و مقادیر کمتر از ۱ نشان دهنده بی‌هنجاری منفی است. مقادیر محاسبه شده برای*Eu/Eu بین ۰٫۲۹ تا ۱٫۲۴ و *Ce/Ce بین ۰٫۸ تا ۱٫۰۹ در تغییر است. نمودار *Eu/Eu و *Ce/Ce در هر پهنه در شکل۶ الف آورده شده است. مقادیر*Ce/Ce در پهنه‌ی اگزواسکارنی را می‌توان به دو بخش تقسیم کرد که بخش نزدیک توده‌ی معدنی دارای مقادیر کمتر از ۱ و بخش دورتر از توده‌ی معدنی دارای مقادیر بیشتر از یک است. در پخش با شرایط اسیدی در پهنه‌ی اگزواسکارنی، عناصر خاکی نادر شسته شده و مقدار این عناصر کمتر است و مقادیر آن ها بین ۱۱۰٫۵۵ تا ۵۸٫ ۲۰۷ ppm متغیر است. در بخش بازی پهنه‌ی اگزواسکارنی مقادیر REE بین ۴۰۷٫۳۳ تا ۵۵۹٫۵۷ ppm تغییر می‌کند. این ارتباط بین Ce و REE بیان کننده‌ی ثابت شدن Ce به صورت Ce^{+4} در شرایط اکسیدی و اسیدی است، در حالی که در شرایط بازی عنصر Ce با لیگاندهای کربنات، تشکیل همبافت داده و از گستره شسته شده و حرکت داده می‌شود که باعث بیهنجاری منفی Ce می‌گردد [۱۸]. رفتار Eu در نمونه‌ها قابل توجه است

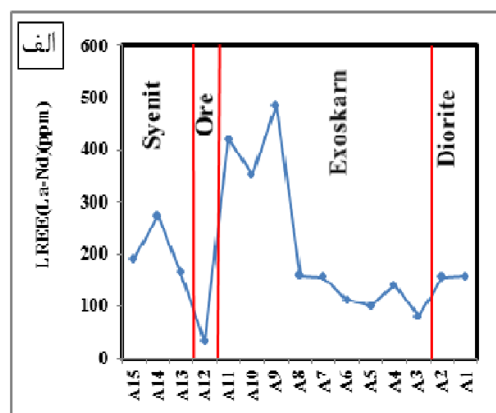
جدول ۲ موقعیت نمونه برداری و بخش‌های مختلف معدن و توده معدنی.

موقعیت نمونه	توده دیوریتی	اسکارن	توده معدنی	توده سینیتی
شماره نمونه	A1-A2	A3-A4-A5-A6-A7 A8-A9-A10-A11	A12	A13-A14-A15

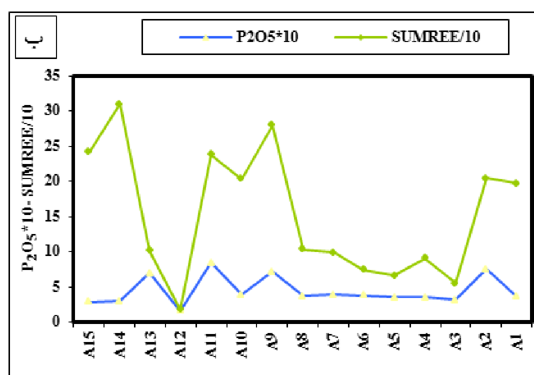


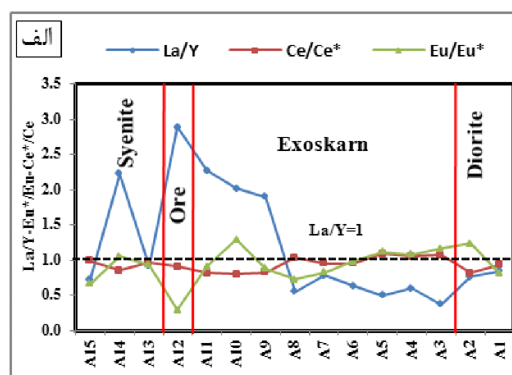
شکل۴ فراوانی عناصر خاکی نادر در نمونه‌های اگزواسکارنی، سینیتی، دیوریتی و منطقه‌ی معدنی بهنجار شده با کندریت‌ها [۶].





شکل۵ الف) نمودار تمرکز عناصر خاکی نادر سبک (LREEs La-Nb) در تمام نمونه‌های پهنه‌های اسکارن باباعلی. ب) نمودار تمرکز عناصر خاکی نادر میانی (MREEsSm-Ho) و سنگین (HREEs Er-Lu) در تمام نمونه‌های پهنه‌های اسکارن باباعلی.





شکل۶ الف) نمودار Eu/Eu*-Ce/Ce*-La/Y در تمام نمونه‌های پهنه‌های اسکارن باباعلی. ب) همبستگی بین عناصر خاکی نادر با P_2O_5.

جدول ۳ نتایج آنالیز ICP-MS ومیزان عناصر خاکی نادر در نمونه‌هایA1-A15.

REE(ppm) \ sample	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	A9	A10	A11	A12	A13	A14	A15
La	۳۸٫۲	۴۸٫۳	۱۲٫۹	۲۴٫۶	۱۷٫۶	۲۵٫۵	۳۶٫۹	۳۱٫۴	۱۵۵	۱۱۶	۱۳۶	۱۰٫۴	۳۹٫۲	۸۶٫۷	۴۳٫۲
Ce	۷۶٫۲	۷۳٫۱	۳۸٫۵	۶۷٫۹	۴۹٫۸	۵۳٫۸	۷۶٫۳	۷۸٫۷	۲۳۳	۱۶۸	۲۰۲	۱۶٫۶	۸۱٫۳	۱۳۶	۹۴٫۶
Pr	۸٫۸۱	۷٫۳۴	۵٫۳۵	۹٫۱۳	۶٫۴۲	۶٫۴۲	۸٫۸۸	۹٫۷۸	۲۲٫۳	۱۵٫۸	۱۹	۱٫۲۹	۹٫۱۴	۱۲٫۳	۱۱
Nd	۳۵٫۲	۲۷٫۸	۲۳٫۹	۳۸٫۹	۲۷٫۳	۲۷٫۱	۳۴٫۹	۳۹٫۴	۷۶٫۱	۵۴٫۴	۶۴	۴٫۵	۳۵٫۷	۳۹	۴۳
Sm	۷٫۲۹	۶٫۷۹	۵٫۴۴	۸٫۳۱	۶٫۲۳	۶٫۷	۷٫۵۵	۸٫۸۸	۱۴٫۱	۱۰٫۴	۱۱٫۳	۰٫۶۷	۷٫۵۶	۷٫۴	۹٫۴۴
Eu	۱٫۹۸	۲٫۹۲	۲٫۱۲	۲٫۹۵	۲٫۲۸	۲٫۱۶	۲٫۰۸	۲٫۱۲	۴٫۲۲	۴٫۵۶	۳٫۴۶	۰٫۰۷	۲٫۳۲	۲٫۶۴	۲٫۰۶
Gd	۷٫۳۹	۷٫۶۲	۵٫۶۲	۸٫۲	۶٫۱۲	۶٫۶۴	۷٫۷۳	۸٫۸۵	۱۵٫۱	۱۱٫۲	۱۱٫۹	۰٫۸۳	۷٫۴۵	۷٫۸۶	۹٫۳۷
Tb	۱٫۲۸	۱٫۴۸	۱٫۰۳	۱٫۴۲	۱٫۰۶	۱٫۲	۱٫۳۸	۱٫۶۶	۲٫۴۵	۱٫۷۶	۱٫۸۹	۰٫۰۱	۱٫۳۲	۱٫۲۵	۱٫۷۱
Dy	۷٫۹۶	۹٫۹	۶٫۴۸	۸٫۲۶	۶٫۶۶	۷٫۲۶	۸٫۴۸	۱۰٫۵	۱۴٫۸	۱۰٫۶	۱۰٫۹	۰٫۵۴	۷٫۸۹	۷٫۰۷	۱۰٫۶
Ho	۱٫۶۶	۲٫۲۴	۱٫۲۹	۱٫۶۱	۱٫۳۱	۱٫۵۶	۱٫۷۶	۲٫۱۳	۳٫۱۵	۲٫۲	۲٫۲۷	۰٫۰۲	۱٫۵۵	۱٫۳۷	۲٫۲۳
Er	۴٫۹۱	۶٫۸۴	۳٫۶۹	۴٫۶۳	۳٫۷۶	۴٫۲۶	۵٫۲۵	۶٫۳	۹٫۱۶	۶٫۲۶	۵٫۵۷	۰٫۲۳	۴٫۶۳	۳٫۹۶	۶٫۵۷
Tm	۰٫۷۶	۱٫۱۵	۰٫۵۵	۰٫۶۷	۰٫۵۷	۰٫۶۳	۰٫۸۳	۱	۱٫۳۷	۰٫۹۵	۰٫۹۴	۰٫۰۲	۰٫۷	۰٫۵۶	۱٫۰۹
Yb	۴٫۶۴	۷٫۳۸	۳٫۲۱	۳٫۷۶	۳٫۳۴	۳٫۷۸	۴٫۸	۵٫۹۶	۸٫۱۲	۵٫۴۳	۵٫۸۸	۰٫۲۲	۴٫۴۲	۳٫۴۵	۶٫۲۱
Lu	۰٫۷	۱٫۱۷	۰٫۴۷	۰٫۵۴	۰٫۴۷	۰٫۵۲	۰٫۷۳	۰٫۹	۱٫۲۵	۰٫۸۲	۰٫۸۸	۰٫۰۱	۰٫۶۴	۰٫۴۷	۰٫۹۶
Y	۴۵٫۲	۶۳٫۱	۳۴٫۶	۴۰٫۸	۳۵٫۱	۴۰	۴۷٫۵	۵۶٫۴	۸۱٫۵	۵۷٫۴	۵۹٫۷	۳٫۶	۴۲٫۷	۳۸٫۹	۵۹٫۲

جدول ۴ مقادیر محاسبه شده برای عناصر خاکی نادر در نمونه‌هایA1-A15.

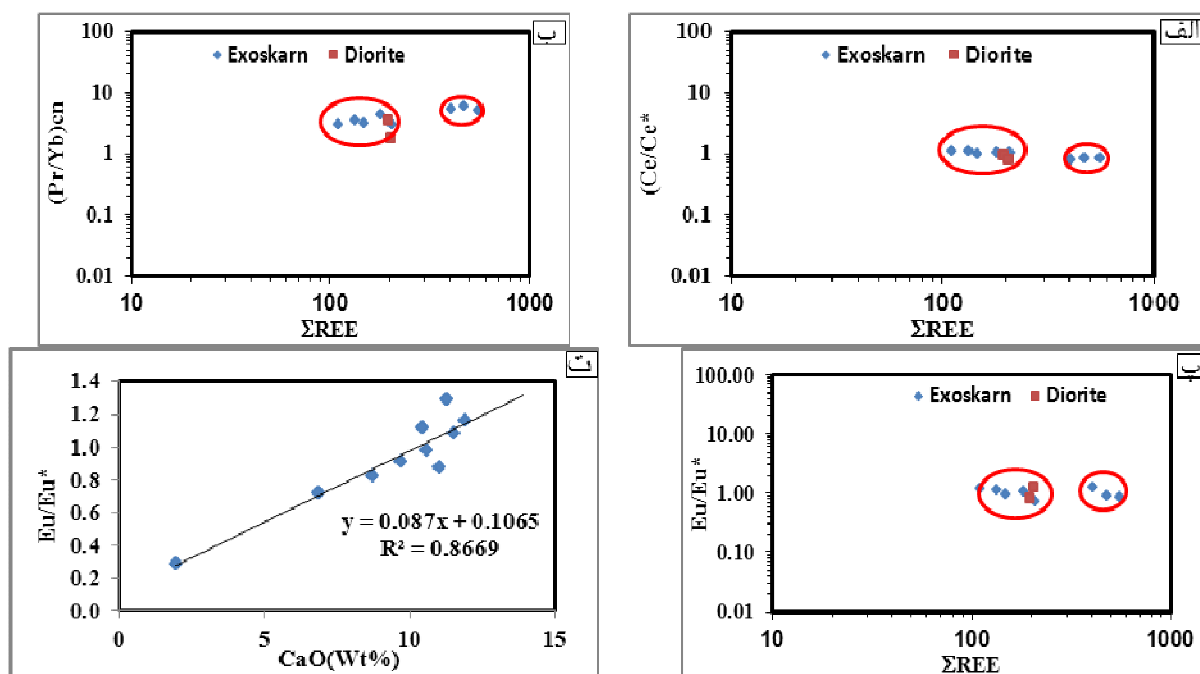
REE \ **sample**	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	A9	A10	A11	A12	A13	A14	A15
LREELa-Nd(ppm)	۱۵۸٫۴۱	۱۵۶٫۵۴	۸۰٫۶۵	۱۴۰٫۵۳	۱۰۱٫۱۲	۱۱۲٫۸۲	۱۵۶٫۹۸	۱۵۹٫۲۸	۴۸۵٫۹۰	۳۵۳٫۳۰	۴۲۰٫۵۰	۳۲٫۷۹	۱۶۵٫۳۴	۲۷۳٫۵۰	۱۹۱٫۷۵
MREESm-Ho(ppm)	۲۷٫۵۶	۳۰٫۹۵	۲۱٫۹۸	۳۰٫۷۵	۲۳٫۶۶	۲۵٫۵۲	۲۸٫۹۸	۳۴٫۱۴	۵۳٫۷۷	۴۰٫۵۷	۴۱٫۶۲	۲٫۱۴	۲۸٫۰۹	۲۷٫۵۹	۳۵٫۴۱
HREEEr-Lu**(ppm)**	۱۱٫۰۱	۱۶٫۵۴	۷٫۹۲	۹٫۶۰	۸٫۱۴	۹٫۱۹	۱۱٫۶۱	۱۴٫۱۶	۱۹٫۹۰	۱۳٫۴۶	۱۳٫۲۷	۰٫۴۸	۱۰٫۳۹	۸٫۴۴	۱۴٫۸۳
ΣREE(La-Lu)**(ppm)**	۱۹۷	۲۰۴	۱۱۱	۱۸۱	۱۳۳	۱۴۸	۱۹۸	۲۰۸	۵۶۰	۴۰۷	۴۷۵	۳۵٫۴	۲۰۴	۳۱۰	۲۴۲
(La/Lu)n	۵٫۷۸	۴٫۳۷	۲٫۹۰	۴٫۸۲	۳٫۹۶	۵٫۱۹	۵٫۳۵	۳٫۶۹	۱۳٫۰۸	۱۴٫۹۱	۱۶٫۳۰	۲۲۰٫۱۳	۶٫۴۸	۱۹٫۵۵	۴٫۷۶
La/Y	۰٫۸۵	۰٫۷۷	۰٫۳۷	۰٫۶۰	۰٫۵۰	۰٫۶۴	۰٫۷۸	۰٫۵۶	۱٫۹۰	۲٫۰۱	۲٫۲۷	۲٫۸۹	۰٫۹۲	۲٫۲۳	۰٫۷۳
Eu/Eu*	۰٫۸۲	۱٫۲۴	۱٫۱۷	۱٫۰۹	۱٫۱۳	۰٫۹۹	۰٫۸۳	۰٫۷۳	۰٫۸۸	۱٫۳	۰٫۹۱	۰٫۲۹	۰٫۹۴	۱٫۰۶	۰٫۶۷
Ce/Ce*	۰٫۹۳	۰٫۸۱	۱٫۰۷	۱٫۰۵	۱٫۰۹	۰٫۹۶	۰٫۹۵	۱٫۰۴	۰٫۸۲	۰٫۸۰	۰٫۸۲	۰٫۹۱	۰٫۹۷	۰٫۸۶	۰٫۹۹
(La/Sm)n	۳٫۳۶	۴٫۵۶	۱٫۵۲	۱٫۹۰	۱٫۸۱	۲٫۴۴	۳٫۱۴	۲٫۲۷	۷٫۰۳	۷٫۱۶	۷٫۶۹	۹٫۹۶	۳٫۳۳	۷٫۵۲	۲٫۹۴
(La/Yb)n	۵٫۶۷	۴٫۵۱	۲٫۷۷	۴٫۵۱	۳٫۶۳	۴٫۶۵	۵٫۳۰	۳٫۶۳	۱۳٫۱۱	۱۴٫۶۵	۱۵٫۸۷	۳۲٫۵۷	۶٫۱۱	۱۷٫۳۱	۴٫۷۹
(Gd/Yb)n	۱٫۲۹	۰٫۸۴	۱٫۴۲	۱٫۷۷	۱٫۴۹	۱٫۴۲	۱٫۳۱	۱٫۲۰	۱٫۵۱	۱٫۶۶	۱٫۶۳	۳٫۰۶	۱٫۳۷	۱٫۸۵	۱٫۲۲
(Pr/Y**b**)n	۳٫۴۴	۱٫۸۰	۳٫۰۲	۴٫۴۰	۳٫۴۸	۳٫۰۷	۳٫۳۵	۲٫۹۷	۴٫۹۷	۵٫۲۷	۵٫۸۵	۱۰٫۶۱	۳٫۷۴	۶٫۴۵	۳٫۱۹
A.I	۱۹٫۲۳	۶٫۰۶	۲۹٫۶۰	۲۹٫۶۳	۳۱٫۶۹	۳۲٫۰۹	۳۳٫۳۵	۲۸٫۲۳	۲۱٫۷۶	۲۵٫۹۷	۲۲٫۶۳	۱٫۴۵	۱۸٫۷۱	۲۴٫۳۵	۳۶٫۸۴
K.I	۸٫۰۰	۰٫۱۲	۶٫۵۷	۵٫۰۶	۴٫۹۲	۶٫۴۳	۸٫۷۰	۹٫۲۳	۵٫۶۱	۲٫۲۳	۷٫۳۱	۱٫۴۵	۱٫۹۲	۲٫۵۴	۲۶٫۵۷

که هم دارای بیهنجاری‌های مثبت و هم منفی است. با توجه به اینکه حمل کننده‌های Eu پلاژیوکلازها هستند، این تغییرات ممکن است با درجه‌ی تجزیه پلاژیوکلازها در ارتباط باشد و بیهنجاری مثبت Eu با مرحله‌ی اولیه دگرسانی سنگ‌ها در شرایط اسیدی سازگار است [۱۹] بی‌هنجاری مثبت Eu و (La/Lu)n بیشتر از یک می‌تواند نشان دهنده‌ی سیالات با ماهیت اسیدی و دمای بالا باشد [۲۰]. با بهره‌گیری از سه پارامتر $(Pr/Yb)_{cn}$-Ce/Ce*-Eu/Eu* در نمونه‌های وابسته به منطقه‌ی اگزواسکارنی (شکل ۷ الف تا پ)، می‌توان به این نتیجه رسید که سیالات موثر در کانه‌زایی حداقل شامل دو نوع سیال متفاوت بوده که یک نوع دارای عناصر خاکی نادر بیشتر نسبت به سنگ میزبان دیوریتی بوده و نوع دوم نسبت به آن دارای عناصر خاکی نادر کمتری است. فلدسپات‌ها نسبت به دیگر کانی‌ها دارای مقادیر Eu بالایی هستند که نشان دهنده‌ی ضریب توزیع بالای آن در میان فلدسپات‌ها است [۲۱] زیرا Eu در فلدسپات‌ها عنصری سازگار به حساب می‌آید بنابراین خارج شدن فلدسپات از یک گدازه می‌تواند باعث بیهنجاری منفی Eu در گدازه باقیمانده شود. فعالیت پایین اکسیژن (شرایط احیایی) می‌تواند ضریب توزیع Eu را بالا برده و باعث بیهنجاری مثبت Eu شود [۶]، با توجه به تشکیل این کانسار در عمق کم و اکسیدی بودن آن می‌توان عدم بیهنجاری مثبت Eu را به شرایط اکسیدی کانسار در زمان تشکیل نسبت داد. وجود کانی پتسالیت نیز به عنوان یک کانی شاخص شرایط اکسایشی، تایید کننده‌ی شرایط تشکیل اکسیدی کانسار است [۳]. بیهنجاری مثبت Eu در نمونه‌های A2-A3-A4-A5-A10-A14 با میزان پلاژیوکلاز و فلدسپات در این نمونه‌ها وابسته بوده و با شواهد میکروسکوپی نیز تایید شده است. بیشترین مقدار بیهنجاری منفی وابسته به نمونه‌ی A12 برداشت شده از منطقه‌ی کانه است که به علت عدم دگرسانی است (جدول۴). با توجه به تغییر سیستماتیک ترکیبات شیمیایی تشکیل دهنده‌ی سنگ‌ها شامل K_2O، Na_2O، CaO و MgO با فاصله از توده‌ی معدنی، استفاده از این ترکیب‌های می‌تواند به عنوان شاخص‌های ژئوشیمیایی مفید در پی‌جویی به کار برده شود و پیش از کاربرد روش‌های تجزیه‌ای پر هزینه برای تجزیه‌ی عناصر خاکی نادر از روش‌های آسانتر و ارزان‌تر برای پی جویی‌های مقدماتی و تجزیه استفاده کرد. این شاخص‌ها را می‌توان به صورت زیر به کار برد.

$$K.I=K_2O/(Na_2O+K_2O+CaO+MgO)\times100$$

$$A.I=(MgO+K_2O)/(Na_2O+K_2O+CaO+MgO)\times100$$

[۲۳-۲۲]



شکل۷ الف تا پ: نمودارهای نشان دهنده نوع سیالات موثر در کانی‌سازی در اگزواسکارن در مقایسه با دیوریت میزبان که با توجه به پراکندگی نقاط به دو بخش می‌توان تقسیم کرد. ت) همبستگی بین (Eu/Eu×) - CaO در اگزواسکارن.

جدول ۴ مقادیر محاسبه شده برای عناصر خاکی نادر در نمونه‌های A1-A15.

REE \ sample	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	A9	A10	A11	A12	A13	A14	A15
LREELa-Nd(ppm)	۱۵۸٫۴۱	۱۵۶٫۵۴	۸۰٫۶۵	۱۴۰٫۵۳	۱۰۱٫۱۲	۱۱۲٫۸۲	۱۵۶٫۹۸	۱۵۹٫۲۸	۴۸۵٫۹۰	۳۵۳٫۳۰	۴۲۰٫۵۰	۳۲٫۷۹	۱۶۵٫۳۴	۲۷۳٫۵۰	۱۹۱٫۷۵
MREESm-Ho(ppm)	۲۷٫۵۶	۳۰٫۹۵	۲۱٫۹۸	۳۰٫۷۵	۲۳٫۶۶	۲۵٫۵۲	۲۸٫۹۸	۳۴٫۱۴	۵۳٫۷۷	۴۰٫۵۷	۴۱٫۶۲	۲٫۱۴	۲۸٫۰۹	۲۷٫۵۹	۳۵٫۴۱
HREEEr-Lu**(ppm)**	۱۱٫۰۱	۱۶٫۵۴	۷٫۹۲	۹٫۶۰	۸٫۱۴	۹٫۱۹	۱۱٫۶۱	۱۴٫۱۶	۱۹٫۹۰	۱۳٫۴۶	۱۳٫۲۷	۰٫۴۸	۱۰٫۳۹	۸٫۴۴	۱۴٫۸۳
□REE(La-Lu)**(ppm)**	۱۹۷	۲۰۴	۱۱۱	۱۸۱	۱۳۳	۱۴۸	۱۹۸	۲۰۸	۵۶۰	۴۰۷	۴۷۵	۳۵٫۴	۲۰۴	۳۱۰	۲۴۲
(La/Lu)n	۵٫۷۸	۴٫۳۷	۲٫۹۰	۴٫۸۲	۳٫۹۶	۵٫۱۹	۵٫۳۵	۳٫۶۹	۱۳٫۰۸	۱۴٫۹۱	۱۶٫۳۰	۲۲۰٫۱۳	۶٫۴۸	۱۹٫۵۵	۴٫۷۶
La/Y	۰٫۸۵	۰٫۷۷	۰٫۳۷	۰٫۶۰	۰٫۵۰	۰٫۶۴	۰٫۷۸	۰٫۵۶	۱٫۹۰	۲٫۰۱	۲٫۲۷	۲٫۸۹	۰٫۹۲	۲٫۲۳	۰٫۷۳
Eu/Eu*	۰٫۸۲	۱٫۲۴	۱٫۱۷	۱٫۰۹	۱٫۱۳	۰٫۹۹	۰٫۸۳	۰٫۷۳	۰٫۸۸	۱٫۳	۰٫۹۱	۰٫۲۹	۰٫۹۴	۱٫۰۶	۰٫۶۷
Ce/Ce*	۰٫۹۳	۰٫۸۱	۱٫۰۷	۱٫۰۵	۱٫۰۹	۰٫۹۶	۰٫۹۵	۱٫۰۴	۰٫۸۲	۰٫۸۰	۰٫۸۲	۰٫۹۱	۰٫۹۷	۰٫۸۶	۰٫۹۹
(La/Sm)n	۳٫۳۶	۴٫۵۶	۱٫۵۲	۱٫۹۰	۱٫۸۱	۲٫۴۴	۳٫۱۴	۲٫۲۷	۷٫۰۳	۷٫۱۶	۷٫۶۹	۹٫۹۶	۳٫۳۳	۷٫۵۲	۲٫۹۴
(La/Yb)n	۵٫۶۷	۴٫۵۱	۲٫۷۷	۴٫۵۱	۳٫۶۳	۴٫۶۵	۵٫۳۰	۳٫۶۳	۱۳٫۱۱	۱۴٫۶۵	۱۵٫۸۷	۳۲٫۵۷	۶٫۱۱	۱۷٫۳۱	۴٫۷۹
(Gd/Yb)n	۱٫۲۹	۰٫۸۴	۱٫۴۲	۱٫۷۷	۱٫۴۹	۱٫۴۲	۱٫۳۱	۱٫۲۰	۱٫۵۱	۱٫۶۶	۱٫۶۳	۳٫۰۶	۱٫۳۷	۱٫۸۵	۱٫۲۲
(Pr/Y**b**)n	۳٫۴۴	۱٫۸۰	۳٫۰۲	۴٫۴۰	۳٫۴۸	۳٫۰۷	۳٫۳۵	۲٫۹۷	۴٫۹۷	۵٫۲۷	۵٫۸۵	۱۰٫۶۱	۳٫۷۴	۶٫۴۵	۳٫۱۹
A.I	۱۹٫۲۳	۶٫۰۶	۲۹٫۶۰	۲۹٫۶۳	۳۱٫۶۹	۳۲٫۰۹	۳۳٫۳۵	۲۸٫۲۳	۲۱٫۷۶	۲۵٫۹۷	۲۲٫۶۳	۱٫۴۵	۱۸٫۷۱	۲۴٫۳۵	۳۶٫۸۴
K.I	۸٫۰۰	۰٫۱۲	۶٫۵۷	۵٫۰۶	۴٫۹۲	۶٫۴۳	۸٫۷۰	۹٫۲۳	۵٫۶۱	۲٫۲۳	۷٫۳۱	۱٫۴۵	۱٫۹۲	۲٫۵۴	۲۶٫۵۷

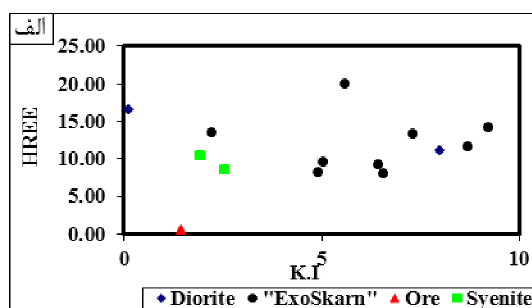
شاخص دگرسان (A.I) برای تمام نمونه‌ها محاسبه شد (جدول۴) و میزان آن از ۱٫۴۵ تا ۳۶٫۸ متغیر است. با توجه به این اعداد بیهنجاری منفی وابسته به نمونه‌ی A12 با پایین-ترین مقدار شاخص دگرسانی (A.I) همخوان است. همبستگی بین نسبت Eu/Eu* و ضریب A.I در نمونه‌های نزدیک به توده‌ی سینیتی مشخص بوده و با دور شدن از توده‌ی سینیتی این ارتباط کمتر می‌شود (جدول۴) بیهنجاری منفی Eu در مگنتیت‌ها می‌تواند به علت جدایش Eu^{+2} از شبکه‌ی مگنتیتی باشد یعنی مگنتیت یک کانی حمل کننده REE است. مگنتیت‌های خالص برخلاف آپاتیت و تیتانو مگنتیت به علت شعاع یونی عناصر تشکیل دهنده‌ی آن تمرکز دهنده‌ی مناسبی برای REE نیست [۱۲]. در این کانسار تجزیه‌ی شیمیایی مگنتیت به روش EMPA نشان دهنده‌ی آن است که مگنتیت یک فاز خالص است، لذا بیهنجاری منفی Eu می‌تواند به خاطر خالص بودن مگنتیت‌ها باشد. ارتباط نزدیکی بین نسبت Eu/Eu* و مقدار CaO وجود دارد که می‌تواند به علت جایگزینی Eu به جای کلسیم باشد (شکل ۷ ت). بنابراین در حالت کلی بیهنجاری‌های Eu می‌تواند تحت تاثیر میزان پلاژیوکلاز و فلدسپات، شاخص دگرسان (A.I)، شرایط اکسیدی کانسار در زمان تشکیل و مقدار CaO باشد. در جدول ۵ میزان درصد اکسیدهای اصلی نمونه‌های تجزیه شده به همراه ضریب دگرسانی (A.I) و ضریب $(K.I)K_2O$ محاسبه شده‌اند تا در بررسی میزان تغییرات موجود و ارتباط عناصر خاکی نادر استفاده شوند. ارتباط این شاخص‌ها با یکدیگر در شکل ۸ آورده شده و نتایج زیر قابل استنباط است: در دیوریت-ها ارتباط مشخصی بین K.I با La/Sm و La/Yb، LREE وHREE مشاهده نمی‌شود که ممکن است به علت فاصله‌ی بیشتر دیوریت‌ها از توده‌ی سینیتی باشد. در سینیت‌ها ارتباط مستقیمی بین K.I با La/Sm وLa/Yb،LREE وجود دارد که ناشی از افزایش عناصر خاکی نادر سبک طی دگرسانی است، ولی ارتباط بین K.I با HREE وارون است و با افزایش شاخص K.I مقدار HREE کاهش می‌یابد که ناشی از عدم تحرک عناصر خاکی نادر سنگین طی دگرسانی است. در پهنه‌ی اگزواسکارن عدم وجود ارتباط مشخص بین K.I با La/Sm، La/Yb، LREE و HREE می‌تواند نشان دهنده‌ی چند سیال با دماهای متفاوت وابسته به اسکارن زایی باشد که ارتباط بین این شاخص‌ها را پیچیده کرده است. ارتباط مشخص بین ضرایب K.I -Eu/Eu* در پهنه‌ی دیوریت و پهنه‌ی اسکارن دیده می‌شود و با افزایش K.I مقدارEu/Eu* کاهش می‌یابد بیهنجاری مثبت Eu با مرحله‌ی اولیه دگرسانی سنگ‌ها در شرایط اسیدی سازگار بوده و بیهنجاری منفی Eu زمانی مشاهده می‌شود که فرایندهای دگرسانی به طور قابل توجهی پیشرفت کرده باشند [۲۱]. این روند در اسکارن باباعلی مشاهده می‌شود. برای بررسی چگونگی توزیع عناصر خاکی نادر

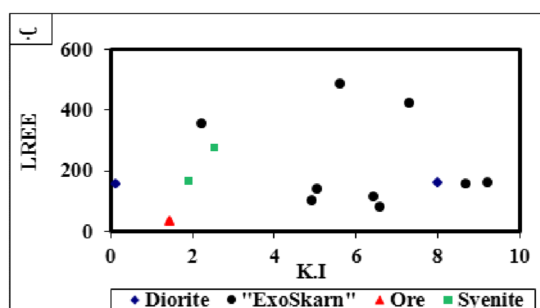
در کانی‌ها، و پی بردن به شرایط تشکیل کانی‌ها تعداد ۵ نمونه از کانی‌ها (اپیدوت از پهنه‌ی ۳ (اندواسکارن)، مگنتیت از پهنه‌ی معدنی، گارنت از پهنه‌ی اگزواسکارنی مجاور پهنه‌ی معدنی و اکتینولیت و فلوگوپیت از پهنه‌ی اگزواسکارنی نزدیک به سنگ میزبان دیوریتی) برداشت و تجزیه شدند. با توجه به نتایج تجزیه از کانی‌های اپیدوت، گارنت، فلوگوپیت و مگنتیت در جدول۶ و الگوی توزیع عناصر خاکی نادر سبک (LREEs;La-Nb)، میانی (MREEs; Sm-Ho) و سنگین (HREEs;Er-Lu)نسبت به پهنه‌ها (شکل ۹ الف – ب) نکات مهم زیر را می‌توان استنباط کرد؛ الگوی توزیع برای کل عناصر خاکی نادر با فاصله از توده‌ی سینیتی به سمت سنگ میزبان بدون در نظر گرفتن گارنت، روند کاهشی را نشان می‌دهد. گستره‌ی وسیع تشکیل اپیدوت و ظرفیت بالای آن برای مشارکت بسیاری از عناصر جزئی مهم مانند سرب، استرانسیم، اورانیم، توریم و عناصر خاکی نادر (لانتانیوم، سریم) موجب اهمیت آن در شکل گیری شیمیایی سنگ‌های مشتق شده از گوشته و پوسته است، و ساختار شیمیایی بلور بر رفتار عناصر خاکی نادر در کانی‌های گروه اپیدوت تاثیر می‌گذارد [۲۴]. اپیدوت به عنوان یکی از مهمترین کانی‌های اسکارنی، بیشترین مقدار عناصر خاکی نادر را در خود جای داده است که حدود ppm۱۰۶۰ بوده که بیش از سه برابر گارنت و بیش از ۱۰۰ برابر آن در اکتینولیت و فلوگوپیت است (شکل۹). درجه‌ی جدایش عناصر REE با نسبت‌های (La/Yb)n(La/Sm)n,(Gd/Yb)n در کانی اپیدوت بیشترین مقدار است. کانی اپیدوت می‌تواند غنی شدگی چشمگیری از LREE(La-Ce) را نشان دهد [۲۵] این روند در اسکارن باباعلی مشاهده می‌شود. با توجه به بررسی‌های انجام شده در کانسار بابا علی، اسکارن پیشرونده شامل کانی‌های گارنت و پیروکسن بوده و کانی‌های اپیدوت و مگنتیت در مرحله‌ی اسکارن پسرونده تشکیل شده‌اند. بنابر بررسی‌های انجام شده در کانسارCentury در استرالیا، نسبت پایین عناصر خاکی نادر سبک به عناصر خاکی نادر سنگین بهنجار شده در گارنت‌ها، نسبت به گارنتیت‌ها به علت تشکیل گارنت‌ها در مراحل اولیه و مصرف شدن عناصر HREE در گارنت‌هاست [۲۶]. گارنت‌ها مانند زیرکن می‌توانند غنی شدگی از عناصر HREE را نشان دهند که می تواند به دلیل زایش ابتدائی این کانی‌ها باشد [۷]. در اسکارن بابا علی نیز نسبت پایین (La/Yb)n، (La/Sm)n,(Gd/Yb)n در گارنت به دلیل تشکیل گارنت در مرحله‌ی اسکارن پیشرونده و نسبت بالای آن‌ها در اپیدوت و مگنتیت به دلیل تشکیل در مرحله اسکارن پسرونده است. بررسی‌های انجام شده نشان دهنده‌ی دمای تشکیل گارنت در حدود ۵۰۰-۵۵۰ درجه‌ی سانتیگراد و دمای تشکیل مگنتیت در حدود ۳۵۰-۴۰۰ درجه‌ی سانتیگراد است و عدم وجود ناخالصی‌هایی چون Cr,V,Ti,Ni,Zn,Mn,Mg در کانی مگنتیت بیانگر آن است که این کانی در دمای پایین تشکیل شده است [۲۷]. در کانی‌های تجزیه شده تهی شدگی قابل ملاحظه‌ای از عناصر خاکی نادر در فلوگوپیت نسبت به کانی‌های دیگر دیده می‌شود که می‌تواند ناشی از تاثیر گرمابی‌ها یا دگرسانی باشد. با استفاده از نمودار La/Y (شکل۹پ) و جدول ۶ مشخص می‌شود که pH محیط تشکیل برای فلوگوپیت و اکتینولیت اسیدی و برای گارنت، مگنتیت و اپیدوت محیط بازی است لذا تهی شدگی REEها در فلوگوپیت می‌تواند ناشی از گرمابی‌ها با خاصیت اسیدی با قابلیت شستن عناصر خاکی نادر باشد. در شرایط اسیدی (محیط تشکیل کانی‌های فلوگوپیت و اکتینولیت) عناصر خاکی نادر شسته شده و مقدار عناصر خاکی نادر کمتر بوده و در شرایط بازی (محیط تشکیل کانی‌های گارنت و اپیدوت)، مقادیر REE بیشتر شده است. میزان پایین عناصر خاکی نادر برای مگنتیت با وجود محیط بازی برای آن به علت خالص بودن مگنتیت بوده که در مباحث قبلی گفته شده است. ارتباط بین Ce و La/Y (شکل ۹پ) بیان کننده‌ی تشکیل Ce به صورت Ce^{+4} در شرایط اسیدی و زیاد شدن آن در محیط تشکیل کانی‌های فلوگوپیت و اکتینولیت بوده و کمتر بودن آن در شرایط بازی محیط تشکیل کانی‌های مگنتیت، گارنت و اپیدوت به علت تشکیل همبافت عنصر Ce با لیگاندهای کربنات و خارج شدن از گستره‌ی تشکیل این کانی‌ها و بیهنجاری منفی Ce است. با سه پارامتر $(Pr/Yb)_{cn}$- Ce/Ce*-Eu/Eu* نسبت به ∑REE در کانی‌ها می‌توان نتیجه‌گیری کرد که سیالات موثر در کانه‌زایی شامل دو نوع سیال متفاوت بوده که یک نوع دارای عناصر خاکی نادر بیشتر نسبت به سنگ میزبان دیوریتی یا به احتمال زیاد دارای خاستگاه ماگمایی است و نوع دوم سیالات موثر در کانی‌زایی دارای عناصر خاکی نادر کمتری بوده که یا دارای خاستگاه ماگمایی با مقدار عناصر خاکی نادر کم یا دخالت آب‌های جوی در تشکیل این کانی‌ها بوده که با بررسی‌های ایزوتوپی بهتر مشخص می‌شود (شکل۹ت تا ج). با توجه به شکل ۱۰ و جدول۶ می‌توان گفت خاستگاه محلول‌ها برای تشکیل کانی‌های گارنت و اپیدوت با توجه به نسبت بالای La/Yb، و نبود

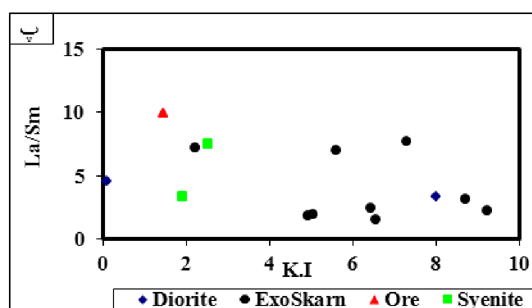
بیهنجاری مثبت Ce خاستگاه ماگمایی باشد. چهار نوع الگوی پراکندگی عناصر خاکی نادر در مگنتیت پیشنهاد شده اند [۲۸] که مگنتیت‌های منطقه از الگوی دوم (الگوی غنی شدگی در عناصر خاکی نادر سبک در ارتباط با پدیده‌ی جدایش وابسته به بودن مگنتیت با ماگماتیسم فلسیک در کانسارهای ماگمایی و اسکارنی) پیروی می‌کنند و این با نوع کانسار، خاستگاه اسکارنی و خاستگاه ماگماتیسم فلسیک آن همخوانی دارد.

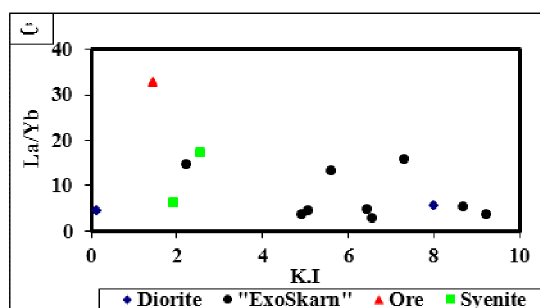
جدول ۵ میزان درصد اکسیدهای اصلی نمونه‌های A1 تا A15.

Oxides / Sample	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	MnO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	TiO2*10	P2O5	P2O5*10	SO3	K.I	A.I
A1	۶۰٫۳	۱۴	۶٫۶۹	۱٫۸۴	۰٫۱	۶٫۶۳	۶٫۶	۱٫۳۱	۱٫۴	۱۳٫۹۵	۰٫۳۶	۳٫۵۹	۰٫۰۱	۸	۱۹٫۲
A2	۳۸٫۳	۵٫۹	۱۸	۲	۰٫۳۹	۳۱٫۴	۰٫۲۷	۰٫۰۴	۰٫۳۵	۳٫۵	۰٫۷۵	۷٫۴۷	۰٫۰۱	۰٫۱۲	۶٫۰۶
A3	۵۲٫۸	۱۳٫۳	۷٫۷۵	۴٫۹۴	۰٫۱۲	۱۱٫۹	۳٫۱۸	۱٫۴۱	۱٫۴۶	۱۴٫۶	۰٫۳۲	۳٫۱۶	۰٫۰۲	۶٫۵۷	۲۹٫۶
A4	۵۲	۱۳٫۹	۶٫۸۱	۵٫۲۹	۰٫۱۱	۱۱٫۵	۳٫۶۱	۱٫۰۹	۱٫۶۴	۱۶٫۴۴	۰٫۳۵	۳٫۴۸	۰٫۰۱	۵٫۰۶	۲۹٫۶
A5	۵۳٫۶	۱۳	۶٫۸۴	۵٫۴۴	۰٫۱	۱۰٫۵	۳٫۴۱	۱	۱٫۵۷	۱۵٫۷۲	۰٫۳۵	۳٫۴۹	۰٫۰۱	۴٫۹۲	۳۱٫۷
A6	۵۳٫۱	۱۲٫۷	۷	۵٫۲۳	۰٫۱	۱۰٫۶	۳٫۲۲	۱٫۳۱	۱٫۵۹	۱۵٫۸۸	۰٫۳۸	۳٫۸۲	۰٫۰۱	۶٫۴۳	۳۲٫۱
A7	۵۲٫۴	۱۳٫۴	۸٫۶۷	۴٫۴۵	۰٫۱۱	۸٫۷۵	۳٫۲۸	۱٫۵۷	۱٫۶۴	۱۶٫۴	۰٫۳۹	۳٫۸۵	۰٫۰۱	۸٫۷	۳۳٫۴
A8	۵۸٫۳	۱۲	۶٫۸۳	۳٫۱۵	۰٫۱	۶٫۸۷	۵٫۰۳	۱٫۵۳	۱٫۵۹	۱۵٫۹۳	۰٫۳۷	۳٫۶۵	۰٫۰۱	۹٫۲۳	۲۸٫۲
A9	۵۰٫۷	۱۳٫۲	۹٫۱۹	۳٫۰۵	۰٫۱۴	۱۱٫۱	۳٫۷۳	۱٫۰۶	۱٫۷۱	۱۷٫۱۲	۰٫۷۲	۷٫۱۵	۰٫۰۱	۵٫۶۱	۲۱٫۸
A10	۵۳٫۴	۱۱٫۲	۸٫۲۹	۴٫۸۹	۰٫۱۵	۱۱٫۳	۳٫۹۹	۰٫۴۶	۱٫۵۵	۱۵٫۴۵	۰٫۳۸	۳٫۸۳	۰٫۰۱	۲٫۲۳	۲۶
A11	۵۴	۱۰٫۸	۱۲٫۲	۲٫۶۴	۰٫۱۶	۹٫۶۹	۳٫۶۴	۱٫۲۶	۱٫۸۵	۱۸٫۵۴	۰٫۸۴	۸٫۴۱	۰٫۰۱	۷٫۳۱	۲۲٫۶
A12	۹٫۳۸	۷٫۴۸	۷۴٫۵	۰	۰٫۰۵	۱٫۹۷	۰٫۰۷	۰٫۰۳	۰٫۱	۰٫۹۷	۰٫۱۶	۱٫۵۶	۷٫۱۴	۱٫۴۵	۱٫۴۵
A13	۵۶٫۲	۱۲٫۲	۸٫۶۶	۲٫۸۸	۰٫۱۱	۸٫۱۶	۵٫۷۹	۰٫۳۳	۱٫۷	۱۶٫۹۹	۰٫۷	۷٫۰۱	۰٫۰۳	۱٫۹۲	۱۸٫۷
A14	۵۰٫۵	۱۱٫۸	۱۳٫۵	۴٫۶۳	۰٫۱۸	۱۳٫۴	۲٫۶۹	۰٫۵۴	۱٫۰۶	۱۰٫۵۷	۰٫۲۹	۲٫۹۴	۰٫۰۴	۲٫۵۴	۲۴٫۴
A15	۶۲٫۴	۱۳٫۱	۵٫۵	۱٫۶۸	۰٫۱	۵٫۸۵	۴٫۴۹	۴٫۳۵	۱٫۱۴	۱۱٫۴	۰٫۲۹	۲٫۸۷	۰٫۰۱	۲۶٫۶	۳۶٫۸





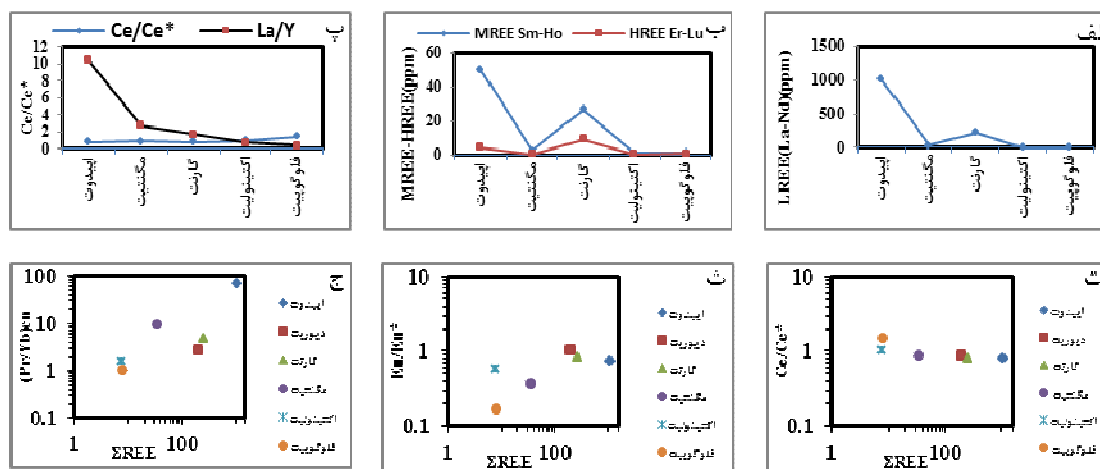




شکل۸ ارتباط بین K.I با LREE, HREE, (La/Sm)n, (La/Yb)n.

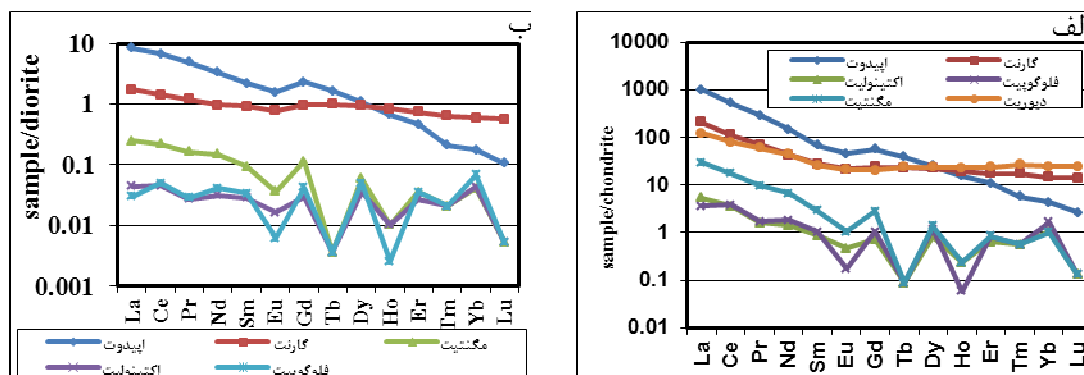
جدول۶ نتایج آنالیز ICP-MS و میزان عناصر خاکی نادر در کانی‌های انتخابی.

REE / Mineral	ppm														Ce/Ce*	Eu/Eu*	LREE La-Nd	MREE Sm-Ho	HREE Er-Lu	ΣREE(La-Lu)	La/Y	(La/Sm)n	(La/Yb)n	(Gd/Yb)n	(Pr/Yb)n
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu											
اپیدوت	۳۶۴	۴۹۸	۳۹٫۴۰	۱۰۵	۱۵٫۴۵	۳٫۸۸	۱۷٫۴۰	۲٫۲۵	۹٫۷۱	۱٫۳۱	۲٫۷۴	۰٫۲۰	۱٫۰۷	۰٫۱۰	۰٫۸۰	۰٫۷۲	۱۰۰۶٫۴۰	۵۰٫۰۰	۴٫۱۱	۱۰۶۰٫۵۱	۱۰٫۳۷	۱۵٫۱۲	۲۳۴٫۳۵	۱۳٫۱۸	۶۶۶۶
مگنتیت	۱۰٫۶۰	۱۶٫۴۰	۱٫۳۱	۴٫۷۰	۰٫۶۶	۰٫۰۹	۰٫۸۵	۰٫۰۱	۰٫۵۳	۰٫۰۲	۰٫۲۱	۰٫۰۲	۰٫۲۵	۰٫۰۱	۰٫۸۸	۰٫۳۷	۳۳٫۰۱	۲٫۱۶	۰٫۴۹	۳۵٫۶۵	۲٫۷۹	۱۰٫۳۱	۲۹٫۲۱	۲٫۷۶	۹٫۴۹
گارنت	۷۵٫۳۰	۱۰۶٫۵۰	۹٫۶۱	۳۰٫۷۰	۶٫۴۲	۱٫۸۹	۷٫۲۴	۱٫۳۵	۸٫۳۴	۱٫۶۲	۴٫۲۹	۰٫۶۱	۳٫۵۸	۰٫۵۳	۰٫۸۰	۰٫۸۴	۲۲۲٫۱۱	۲۶٫۸۶	۹٫۰۱	۲۵۷٫۹۸	۱٫۷۴	۷٫۵۳	۱۴٫۴۹	۱٫۶۴	۴٫۸۶
اکتینولیت	۱٫۹۰	۳٫۴۰	۰٫۲۲	۱٫۰۰	۰٫۲۰	۰٫۰۴	۰٫۲۲	۰٫۰۱	۰٫۳۲	۰٫۰۲	۰٫۱۶	۰٫۰۲	۰٫۲۶	۰٫۰۱	۱٫۰۳	۰٫۵۸	۶٫۵۲	۰٫۸۱	۰٫۴۵	۷٫۷۷	۰٫۷۹	۶٫۱۰	۵٫۰۳	۰٫۶۹	۱٫۵۳
فلوگوپیت	۱٫۳۰	۳٫۷۰	۰٫۲۳	۱٫۳۰	۰٫۲۴	۰٫۰۲	۰٫۳۲	۰٫۰۱	۰٫۴۵	۰٫۰۱	۰٫۲۱	۰٫۰۲	۰٫۴۱	۰٫۰۱	۱٫۴۶	۰٫۱۷	۶٫۵۳	۱٫۰۴	۰٫۶۵	۸٫۲۱	۰٫۴۶	۳٫۴۸	۲٫۱۸	۰٫۶۳	۱٫۰۲



شکل۹ نمودارهای مربوط به کانی‌های اپیدوت، گارنت، مگنتیت، اکتینولیت و فلوگوپیت

الف) تمرکز عناصر خاکی نادر سبک (LREEs La-Nb). ب) میانی(MREEsSm-Ho) و سنگین (HREEs Er-Lu) پ) La/Y و Ce/Ce*. ت)Ce/Ce* نسبت به REE در مقایسه با دیوریت میزبان ث) Eu/Eu نسبت به REE در مقایسه با دیوریت میزبان ج) Pr/Yb نسبت به REE در مقایسه با دیوریت میزبان.



شکل ۱۰ فراوانی عناصر خاکی نادر در کانی‌ها الف) بهنجار شده با کندریت‌ها [۶] ب) بهنجار شده با دیوریت میزبان .

برداشت

روند کلی تغییرات میزان عناصر خاکی نادر کاهش در مگنتیت-ها بوده که به‌دلیل وجود کانی اپیدوت در پهنه قبل از اگزو اسکارن در مسیر جریان محلول‌ها است که درصد بالایی از عناصر خاکی نادر را در خود جمع می‌کند و یا به علت حمل عناصر خاکی نادر به وسیله‌ی همبافت‌های فلوریدی یا کلرایدی و یا به دلیل خالص بودن مگنتیت‌هاست. ارتباط نزدیک بین نسبت Eu/Eu* و مقدار CaO به علت جایگزینی Eu به جای کلسیم است. همبستگی بین نسبت Eu/Eu* و ضریب A.I در نمونه‌های نزدیک به توده‌ی سینیتی مشخص بوده و با دور شدن از توده‌ی سینیتی این ارتباط کمتر می‌شود. با توجه به تشکیل این کانسار در عمق کم و اکسیدی بودن آن، می‌توان عدم بیهنجاری مثبت Eu را در پهنه‌ی مگنتیت به شرایط اکسیدی کانسار در زمان تشکیل نسبت داد. عدم وجود ارتباط مشخص بین ضرایب A.I-Eu/Eu*- K.I در پهنه‌ی اگزو اسکارنی نشان‌دهنده‌ی چند سیال با دماهای متفاوت وابسته به اسکارن‌زایی است. مقدار عناصر خاکی نادر در پهنه‌ها با نمودار La/Y همبستگی خوبی در پهنه‌ی اگزواسکارنی نشان می‌دهد و دو گروه مختلف را در پهنه‌ی اگزو اسکارنی می‌توان مجزا کرد در بخش با شرایط اسیدی عناصر خاکی نادر شسته شده و مقدار عناصر خاکی نادر کمتر است و در بخش بازی مقادیر REE بالا بوده در گستره‌ی ۴۰۷٫۳۳ تا ۵۵۹٫۵۷ ppm تغییر می‌کند. نسبت پایین عناصر خاکی نادر سبک به سنگین بهنجار شده در گارنت به دلیل تشکیل آن در اسکارن پیشرونده و نسبت بالا در اپیدوت و مگنتیت به دلیل تشکیل آن‌ها در اسکارن پسرونده است. عدم وجود ناخالصی‌هایی چون Cr,V,Ti,Ni,Zn,Mn,Mg در کانی مگنتیت بیانگر آن است که این کانی در دمای پایین تشکیل شده است. همبستگی مثبتی بین عناصر خاکی نادر با P_2O_5 در منطقه‌ی اسکارنی دیده می‌شود. در حالت کلی بیهنجاری‌های Eu می‌تواند تحت تاثیر میزان پلاژیوکلاز و فلدسپات، شاخص دگرسانی (A.I) شرایط اکسیدی کانسار در زمان تشکیل و مقدار CaO باشد. خاستگاه محلول‌ها برای تشکیل کانی‌های گارنت و اپیدوت با توجه به نسبت بالای La/Yb و نبود بیهنجاری مثبت Ce خاستگاه ماگمایی دارد. در میان کانی‌های برداشت شده، اپیدوت بیشترین غنی شدگی و اکتینولیت کمترین غنی شدگی از عناصر خاکی نادر را نشان می‌دهد. استفاده از ترکیبات شیمیایی تشکیل دهنده‌ی سنگ‌ها شامل CaO، Na_2O، K_2O وMgO و ارتباط بین میزان عناصر خاکی نادر با CaO و P_2O_5 می‌تواند به عنوان شاخص‌های ژئوشیمیایی مفید در پی جویی-ها بکار برده شود. بررسی میزان عناصر خاکی نادر در تمامی واحدهای سنگی اطراف معدن و مناطق مشابه می‌توانند در تفسیر بهتر نتایج مفید باشد. در صورت اقتصادی شدن بهره برداری عناصر خاکی نادر از اپیدوت می‌تواند مورد توجه قرار گیرد.

مراجع

[1] Amiri M., *"Petrography of the Almouglagh"* Unpublished PH.D Thesis, University of Tarbiat-e-Moalem, Tehran, Iran,1995, 231p(in Persian).

[2] Darvishzadeh A., *"Geology of Iran"*, Nashre Danesh , Tehran, Iran,1992,901p (in Persian)

[3] Zamanian H., *"Iron mineralization related to the Almoughlagh and south Ghorveh batholiths,western Iran, with a specific refrence to Baba Ali and Gelali deposits"*, thesis submitted for degree of PhD,Univercity of Pune,2003,215p

[4] Zamanian H., Asadollahi B., *"Geochemistry and ore potential of the Almoughlagh batholiths. Western Iran",* Geologos 19.3, 2013., 229-242.

[۵] امامی م.ه.، *"ماگماتیسم در ایران،سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور"*، چاپ اول، ۱۳۷۹،۶۰۸ صفحه.

[6] Taylor Y., McLennan SM., *"The Continental Crust: Its Composition and Evolution",* 1 st ed. Blackwell, Oxford 1985.312p.

[7] Rollinson H., *"Using Geochemical data: Evolution, presentation, interpretation"*, Longman Scientific and Technical, London,1993.352p

[8] Rard J.A., *"Aqueous solubility's of praseodymium, Europium, and lutetium sulfates",* Journal of solution chemistry 17,1988,499-517.

[9] Knarchenko S.M., Pokrovsky B.G., *"The tomtor alkaline ultrabasic massif and related REE-Nb deposit, Northern Siberia",* Eco.Geo., Vol. 90,1995 pp. 676-689.

[10] Crinci J., Jurkowi C., *"Rare earth elements in Triassic bauxites of Croatia Yugoslavia"*, Travaux 19,1990,239-248.

[11] Goldstrin S.J., Jocobsen S.B., *"rare earth element in river waters"*, Earth and planetary Science.89 (1988) 35-47

[۱۲] اسدی س.، "مطالعه کانی‌زایی آهن در مجموعه سنگ‌های دگرگونی کوه قرمز- کوه سرخ (قطروئیه، استان فارس)" ،پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز،(۱۳۸۸)، ص ۱۵۴.

[13] Aubert D., Stille P., probst a., *"REE fractionation during granite weathering and removal by waters and suspended loads:Sr and Nd isotopic evidence"*, Geochim Cosmochim Ac 65 (2001) 387-406.

[14] Yosoff ZM., Ngwenya B.T., Parsons I., *"Mobility and fractionation or REE during deep weathering of geochemically contrasting granites in a tropical setting"*, Malaysia, Chemical Geology Vol. (2013) 349-350.pp 71-86.

[15] Oreskes N., Einaudi T.M., *"Origin of rare earth element-enriched hematite breccias at the Olympic dam Cu-U-Au-Ag deposit, Roxby downs, south Australia",* Economic geology. vol.85 (1990) 1-28.

[16] Kato Y., *"Rare earth elements as an indicator to origins of skarn deposits, example of the Kamioka Zn-Pb and Yoshiwara - Sannotake (Cu-Fe) deposit in Jappan, Resource geology"*, V. 49, NO. 4, 1999 PP. 183-198.

[17] Bankuitz P., Bau U., Seltmann R., *"Magnetite Ore bearing belts of protozoic and lower Paleozoic age in Europe-comparison between the Besser Arc (Germany) and the Bergslagen province (Sweden)",* Mineral deposits, papuhan Rotterdam (1997) 36p.

[18] Karadag M., Kupeli S., Aryk A., aYHan A., Zedef V., Doyen A., *"Rare earth elements(REE) geochemistry and genetic implications of the Mortas bauxite deposit (Seydisehir/Konya-Southern Turkey"*,Chemie Erde-Geochem 69,2009,143-159.

[19] Kikawada Y., *"Experimental studies on the mobility of lanthanides accompanying alteration of andesite by acidic hot spring water",* Chemical Geology 176 (2001) 137-149.

[20] Wood S.A., *"The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and Yttrium. Theoretical predictions of speciation in hydrothermal solutions to 350℃ at saturation water vapor pressure"*, Chemical Geology 88 (1990) 99-125.

[21] Schnetzler C.C., Philptt J.A., *"Partition coefficients of rare-earth elements between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts ",* Geochimca Cosmochimca Acta 34 (1970) 331-340.

[22] Ishikawa Y., Sawaguchi T., Iwaya S., Horiuchi M., *"Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration halo",* Min. Geol. (Japan) 26 (1976) 105–117.

[23] Shikazono N., Ogawa Y., Utada M., Ishiyama D., Mizuta T., Ishikawa N., Kubota Y., *"Geochemical behavior of rare earth elements in hydrothermally altered rocksof the Kuroko mining area"*, Japan, Journal of Geochemical GEXPLO-04513 (2008) No of Pages 15.

[24] Wing B.A., Ferry J.M., Harrison T.M., *"Prograde destruction and formation of monazite and allanite during contact and regional metamorphism of pelites, petrology and geochronology, Contribution.",* Mineralogy Petrology 145 (2003) pp. 228-250.

[25] Frei D., Liebscher A., Shaw CS., *"Crystal chemical controls on rare element partitioning between epidote group mineral and melt, an experimental and theoretical study",* Contrib. Mineralogy. Petrology. 146 (2003) pp. 192-204.

[26] Spry PG., et al., *"Discrimination of metamorphic and metasomatic processes at the*

Broken Hill Pb-Zn-Ag deposit,Australia:Rare earth element signatures of garnet-rich rocks", Econ Geol 102 (2007) 471-494.

[27] Ramdohr P., *"The ore minerals and their intergrowth",* 2nd ed., Intern. Ser. in Earth Sci., London. Pergamon Press, V.35, 1980,1205 p.

[28] Meinert L.D., *"Igneous petrogenesis and skarn deposits. Geological Association of Canada, special paper",* V. 40 (1995) pp. 569-583.